

Estudio de deslizamientos activos en el Valle de Tena (Huesca) mediante cartografía geomorfológica

Trabajo Fin de Grado

Autor: Pablo Lucia Lobera
Director: Francisco Gutiérrez Santolla

18/09/15



Índice:

1. Abstract	2
2. Planteamiento del problema	2
3. Objetivos	2
4. Metodología	3
5. Situación geográfica	4
6. Contexto geológico y geomorfológico	5
6.1 Unidades litológicas	5
6.2 Situación geomorfológica.....	5
7. Resultados	9
8. Discusión	18
9. Conclusions	20
10. Bibliografía	20
Anexos.....	22

1. ABSTRACT

The objective of this report is to present a geological study of a deep-seated landslide located near the village of Arguisal (Alto Gállego, Huesca). The study area is situated in the western part of the south Pyrenees, on the Eocene Jaca-Pamplona.

The most characteristic feature of the area is a 1.4 km. long and 3 km. wide rotational slide developed on Lower Eocene flysch materials.

The landslide shows evidence of recent activity signs and constitutes a potential risk for human structure, including Arguisal village. The investigation includes a detailed geomorphological map, addresses the failure mechanisms, discusses the potential controlling factors and assesses the associated hazard and risk.

Keywords: Rotational landslide, Lower Eocene, Flysch, geomorphological map, Pyrenees.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Con la realización de este trabajo, se pretende estudiar desde un punto de vista geológico y geomorfológico el deslizamiento de Biescas-Arguisal, en el valle del Gállego (Huesca). En la zona de estudio se ha desarrollado un deslizamiento rotacional de grandes dimensiones que afecta a materiales del flysch eoceno, previamente descrito por García Ruiz *et al.*, (2002).

También cabe destacar que a pesar del gran tamaño que presenta este deslizamiento, no aparece identificado en las cartografías geológicas existentes, constituyendo un riesgo potencial que debe ser considerado para minimizar su peligrosidad.

Por todo ello se procederá a caracterizar el deslizamiento abordando aspectos como el mecanismo de rotura que lo produce, parámetros morfométricos, depósitos generados por su movimiento o evidencias de actividad en la actualidad.

3. OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo consiste en aprender a desenvolverse con las actividades y métodos propios de un geólogo a la hora de realizar un estudio geomorfológico de un proceso activo, como por ejemplo un deslizamiento.

Con la realización de este trabajo se pretenden alcanzar otros objetivos; tales como la caracterización del deslizamiento mediante interpretación de fotografías aéreas que se complementan con trabajo de campo, así como una evaluación de la peligrosidad y los riesgos potenciales que este deslizamiento pueda generar en un futuro.

4. METODOLOGÍA

Para la caracterización de este deslizamiento se han empleado diversas técnicas y métodos de estudio, las cuales se exponen a continuación.

En primer lugar se llevó a cabo una recopilación bibliográfica de artículos y trabajos de geología realizados tanto en la zona de estudio como en las inmediaciones de la misma. También se ha efectuado una búsqueda bibliográfica sobre la geomorfología del Alto Gállego, así como trabajos sobre distintos tipos de deslizamientos y procesos activos presentes en la zona de estudio y sus alrededores.

Una vez recopilada la información bibliográfica se procedió al estudio e interpretación de fotografías aéreas, mediante estereoscopios. Para ello se han empleado dos pares de fotografías aéreas a color del año 2006 e impresas a una escala aproximada 1:8.000. Esta interpretación se complementó con el uso del Modelo Digital de Elevaciones (MDT), disponible en el servicio de descargas del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y de un modelo del relieve sombreado generado a partir del mismo, con el fin de obtener una visión del relieve en aquellas zonas en las que resulta más complicado su interpretación mediante fotografía aérea.

Posteriormente se procedió a digitalizar la cartografía mediante el uso de un Sistema de Información Geográfica (ArcGis). Para realizar la cartografía de detalle se emplearon ortoimágenes georreferenciadas y un modelo digital de elevaciones (MDT) para poder delimitar correctamente las distintas zonas del deslizamiento. También se han empleado diversas herramientas que incluye ArcGis para la realización de perfiles topográficos de la zona de estudio. Una vez realizada la cartografía con ArcGis, se procederá a exportarla a un programa de dibujo (Adobe Illustrator), con el fin de que la cartografía presente un aspecto más realista.

El trabajo realizado en el campo se ha dividido en tres campañas. La primera de ellas se dedicó a realizar una exploración general del deslizamiento alcanzando una cota similar a la altura máxima de la cicatriz en cabecera del deslizamiento (1400m.)

En la segunda campaña de campo, se prestó especial atención a aquellas zonas en las que la interpretación por fotografía aérea resultaba más compleja y a las zonas que presentaban mayor interés geomorfológico, como deslizamientos de menor entidad que el principal y sectores donde las condiciones de afloramiento permiten identificar correctamente la masa deslizada y caracterizar los materiales afectados. En estas zonas se ha seguido el siguiente protocolo:

- Toma de coordenadas GPS
- En aquellos sectores en los que las condiciones de afloramiento son las adecuadas, debido a la alta densidad de vegetación presente en la zona de estudio se procederá a la caracterización de los materiales presentes, prestando atención al tipo de matriz que se observa y grado de fracturación.

La tercera y última campaña de campo se dedicó a realizar fotografías del deslizamiento y un repaso de aquellas zonas no estudiadas previamente.

En total se han invertido 6 días de trabajo de campo, con un rendimiento variable condicionado por las condiciones climáticas.

Una vez llevada a cabo la cartografía y finalizadas las campañas de campo se procedió a realizar la presente memoria exponiendo los resultados obtenidos, así como una interpretación y conclusión de los mismos, que responden a los objetivos mencionados anteriormente.

5. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La zona de estudio se localiza en el norte de la Península Ibérica, concretamente en la comarca del Alto Gállego, provincia de Huesca (Fig. 1). El deslizamiento analizado se localiza en el tramo final del valle glaciar del Gállego ocupado por el hielo durante el último máximo glaciar pleistoceno (García Ruíz *et al.*, 2002). Se encuentra dentro del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000 hoja nº 177 denominado “Biescas”.



La ribera de Biescas queda englobada dentro de la Cuenca de Jaca-Pamplona. Esta zona presenta un clima húmedo con influencia mediterránea, con una temperatura media anual de 10.3°C en la localidad de Biescas y una precipitación media anual de 1.116 mm. La mayoría de los eventos pluviométricos se dan durante la estación húmeda entre los meses de Octubre y Junio, con un claro descenso en Enero y Febrero. En los meses de verano son frecuentes las tormentas de gran intensidad (García Ruiz *et al.*, 2002).

La vegetación en la zona de estudio está dominada por pinos silvestres de repoblación, sobre antiguos campos de cultivo, así como ejemplares dispersos de *Quercus gr. faginea*. También destaca la presencia de un sotobosque submediterráneo muy desarrollado.

6. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO

La zona de estudio se encuentra dentro de la Zona Surpirenaica Occidental, dentro de este dominio nos encontramos en la Cuenca Jaca-Pamplona (Fig.2), dentro de esta unidad estructural nos encontramos en el dominio del flysch, el cual se sitúa justo al sur de las Sierras Interiores y está caracterizado por una sucesión de areniscas y margas grises en facies turbidíticas de poco espesor del Eoceno inferior y medio que constituyen el Grupo Hecho (Barnolas y Pujalte 2004).

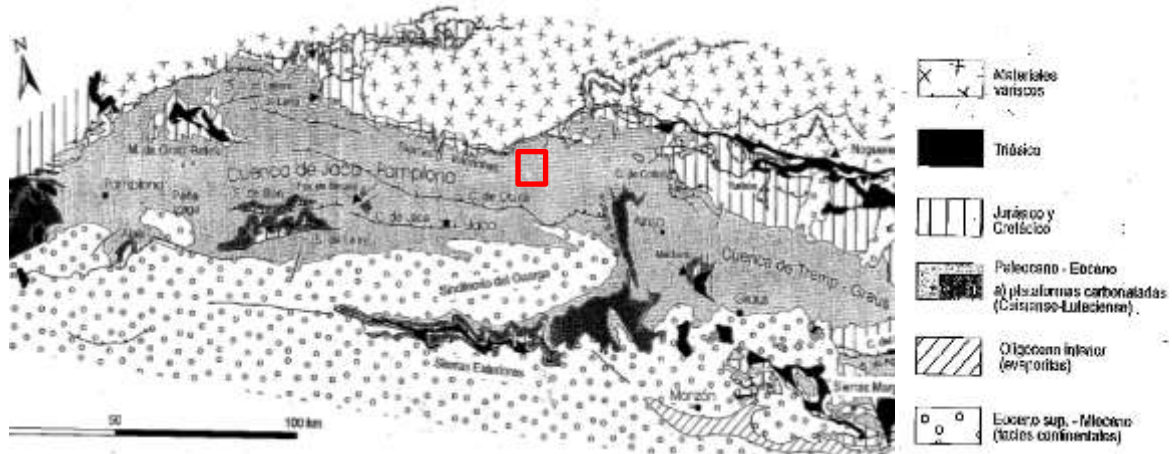


Fig. 2 Contexto geológico general de la zona de estudio, marcada con un rectángulo rojo, dentro de la cadena pirenaica. (Barnolas y Pujalte 2004)

6.1 Unidades Litológicas:

Los materiales que afloran en la zona de estudio corresponden a la Unidad Cotefablo de edad Luteciense inferior-medio (Eoceno), la cual pertenece a la secuencia turbidítica del Grupo Hecho. Según Remacha (1983) esta secuencia: se puede dividir de base a techo en cuatro unidades: Unidad de Torla, Unidad de Broto, Unidad de Cotefablo y Unidad de Fiscal-Jaca. Esta serie turbidítica presenta una compleja estructura de pliegues y cabalgamientos imbricados con vergencia meridional, los cuales solo son posibles de reconstruir estudiando los tramos carbonatados que actúan como niveles guía.

La Unidad Cotefablo (Fig. 4, unidad 10) equivale aproximadamente a la Unidad La Cortada definida en el Anticlinal de Boltaña por Estrada (1982). Los límites inferior y superior se han situado en la megacapa 4 o de Gerbe y la megacapa 5 o de Roncal, respectivamente. Esta unidad se ha atribuido a la biozona NP15 basada en nannoplankton calcáreo; correspondiente con una edad Luteciense inferior y medio (Labaume *et al.*, 1985).



Figura 3: Barranco de Escuer, donde se puede observar el flysch eoceno in situ.

Según Mutti y Johns (1979) y Remacha y Estrada (1980) las facies de la Unidad Cotefablo se caracterizan por presentar una alternancia de capas planoparalelas de areniscas y lutitas, con un espesor promedio de 60cm, originadas por flujos turbidíticos de gran volumen.

En nuestra zona de estudio las capas de flysch aparecen intensamente fracturadas y con multitud de pliegues, los cuales se pueden observar en la cicatriz del deslizamiento. En un barranco cercano al deslizamiento principal (Punto 1, mapa 1) se ha podido tomar medidas de dirección y buzamiento (N18 E; 03°E). En la margen izquierda del barranco de Escuer (Fig. 3) se puede ver como afloran los estratos de flysch, en ellos se observa una alternancia entre margas y areniscas grises subhorizontales.

También se pueden observar depósitos cuaternarios de origen glaciar y paraglaciar (Fig. 4, unidad 27); discordantes sobre los materiales del eoceno. Se observan morrenas laterales, que indican que el glaciar del Gállego llegó a alcanzar un espesor de unos 400 m. Estas morrenas obturaron temporalmente cuencas de drenaje situadas en el margen del valle, como la del Barranco de Escuer, formando pequeñas cubetas glaciolacustres rellenas de sedimentos finos.

Trabajos anteriores aportan información cronológica sobre los depósitos de origen glaciar en el Alto Gállego. Sancho *et al.*, (2004) y Peña *et al.*, (2004) diferencian tres fases glaciares sucesivas, entre Senegüé y Sabiñanigo, denominadas como fase de Sabiñanigo, Aurín y Senegüé.

6.2 Situación geomorfológica:

La Comarca del Alto Gállego es una de las zonas más interesantes del Alto Aragón, desde el punto de vista geomorfológico, debido al relieve generado en el flysch, y a las cubetas glaciares del Gállego, las cuales dejaron multitud de depósitos, como las morrenas laterales de los barrancos de Oliván y Gavín, entre otros. También destaca la zona terminal del glaciar, cuyos restos se pueden observar en el arco frontal de Senegüé.

Los movimientos en masa profundos y superficiales son muy frecuentes en zonas de montaña, favorecidos por las elevadas precipitaciones y pendientes. En el Alto Gállego la mayoría de los movimientos en masa profundos se producen en las pizarras paleozoicas de la cabecera del Valle de Tena, formando grandes lenguas de despegue y que en cabecera se manifiestan como cicatrices bien marcadas con una pendiente muy abrupta donde se observan las características del material rocoso afectado por el deslizamiento. La formación de estos deslizamientos parece posible sólo si los glaciares han retrocedido hacia posiciones de cabecera. La relajación estructural provocada por la deglaciación y retroceso de los glaciares explicaría el despegue de las lenguas de la ladera (García-Ruíz *et al.*, 2004; Guerrero *et al.*, 2013).

No todos los movimientos en masa se producen en pizarras paleozoicas. También podemos encontrar deslizamientos profundos desarrollados en el flysch eoceno, como el deslizamiento de Biescas-Arguisal, con un escarpe de casi 3 km de longitud que interrumpe la continuidad de las morrenas laterales del Gállego. También podemos encontrar con relativa abundancia desprendimientos y avalanchas de rocas en litologías calcáreas muy fracturadas. Siendo los más representativos los encontrados al pie de Punta Cochata y Punta Canteros.

La mayor parte de los movimientos en masa profundos del valle del Alto Gállego se iniciaron como consecuencia del retroceso de los glaciares. Los datos obtenidos mediante polen concentrado sugieren la existencia de un período activo en torno a los 20000 años BP, que coincide con la expansión de los glaciares del Pirineo y su consiguiente deglaciación a finales del Pleistoceno (García-Ruíz *et al.*, 2004).

Dentro de la zona de estudio, en uno de los lagos presentes (punto 2, mapa 1), situado bajo el escarpe en cabecera principal, García-Ruíz *et al.*, (2004) realizaron un sondeo con el fin de intentar situar en el tiempo la ocurrencia del deslizamiento, las muestras extraídas a partir de polen concentrado no son útiles para este propósito, ya que aparecen contaminadas por dinoflagelados que podrían envejecer las dataciones obtenidas. Situando el diagrama polínico en el tiempo se puede afirmar que el relleno del lago se produjo en el Holoceno reciente, aunque el cuerpo principal del deslizamiento podría ser mucho más antiguo.

Los datos propuestos por García-Ruíz *et al.*, (2002 y 2004) y Guerrero *et al.*, (2013) nos hace pensar que la mayor parte del Alto Gállego, estuvo desprovista de hielo hace 32000 años por lo que los deslizamientos profundos de esta zona podrían tener una edad del Pleistoceno tardío.

En el valle del alto Gállego también podemos encontrar movimientos en masa superficiales, básicamente de dos tipos, rápidos y lentos. En el último caso están relacionados con procesos de solifluxión. Se caracterizan por presentar pequeños lóbulos al pie de las vertientes, aunque también se pueden dar a media ladera o incluso cerca de la divisora. Los movimientos en masa rápidos se corresponden con deslizamientos planares que afectan al regolito y en alguna ocasión al sustrato, presentan cicatrices de varios metros de profundidad y al pie de la ladera suelen

formar lóbulos con desplazamiento corto o evolucionar hacia flujos de derrubios con lenguas alargadas delimitadas por levées laterales (García-Ruiz *et al.*, 2004).

La geomorfología de la zona de estudio está condicionada en su mayoría por la presencia del deslizamiento de Biescas-Arguisal, el cual deja multitud de formas y elementos consecuencia de su movimiento. Dentro de la masa deslizada podemos observar numerosos rellanos, generados a partir del movimiento rotacional de los materiales y depresiones cerradas, algunas limitadas por escarpes a contrapendiente, que son la expresión superficial de planos de rotura antitéticos. En algunos de los rellanos existentes se han generado pequeñas depresiones cerradas en las que se ha producido el depósito de materiales finos.

También podemos encontrar pequeñas cubetas glaciolacustres como la que se observa al norte de la zona de estudio, la cual aparece obturada por la masa deslizada y rellena por sedimentos glaciares provenientes de una morrena lateral del Gállego que se puede observar en los alrededores de esta pequeña cubeta, así como cerca del barranco de Escuer donde se observan cantos de gran tamaño redondeados.

7. RESULTADOS

Mediante la cartografía geomorfológica realizada se pueden observar diferentes elementos geomorfológicos. Las zonas más elevadas se corresponden con un gran escarpe que se corresponde con la cicatriz en cabecera del deslizamiento, desarrollado sobre una alternancia de areniscas y lutitas pertenecientes a la Unidad Cotefablo.

Este escarpe estructural se relaciona con la cicatriz en cabecera del deslizamiento de Biescas-Arguisal, el cual presenta una traza irregular con una longitud aproximada de 2.9 km. La roca que constituye este escarpe, presenta moderada meteorización, se observa abundante vegetación sobre el escarpe y la roca se encuentra deformada y brechificada (Fig. 5).



Figura 5: Escarpe en cabecera, donde se observan los estratos de areniscas, pertenecientes al flysch, deformados y brechificados, con una alta presencia de vegetación.

Esta cicatriz se puede observar a lo largo de toda la ladera, siendo más patente en la zona situada más al norte, lo que nos hace pensar que en la zona norte presenta una mayor actividad en la actualidad y se produjo un desplazamiento de materiales de mayor grado que en la zona sur (Fig. 5). En la zona norte la cicatriz del deslizamiento se hace más patente presentando una altura en torno a los 80 m. En esta cicatriz se observan mejor los estratos de flysch, los cuales están bastante deformados y en algunos puntos se encuentran altamente brechificados. Sobre esta cicatriz (Fig. 6) ha comenzado a crecer vegetación de tipo arbustiva y algún árbol de pequeño tamaño, lo que nos indica que el deslizamiento no tiene una antigüedad elevada y que podría seguir siendo activo, ya que los árboles se encuentran basculados hacia el valle.



Figura 6: Cicatriz de deslizamiento de la parte Norte, se observa el desnivel del escarpe así como los estratos de flysch plegados.

El elemento más característico de la zona es un gran deslizamiento rotacional en su mayor parte, afectando a areniscas y lutitas de la Unidad Cotefablo (Luteciense Inferior), que al desplazarse ladera abajo consecuencia del movimiento rotacional se observa una ladera convexa con una serie de rellanos y depresiones cerradas que serán analizadas posteriormente. Este deslizamiento presenta una longitud medida en la dirección de movimiento desde el ápice hasta el frente del deslizamiento, de 1'4 kilómetros y una anchura, perpendicular a la longitud, de aproximadamente 3 kilómetros. El deslizamiento (Fig. 7) está afectando a una superficie de 3.4 km², la masa deslizada presenta un desnivel de 500 metros, la cota más alta se encuentra al pie del escarpe de cabecera del deslizamiento a una altura de 1310 m.s.n.m y la cota más baja se encuentra a una altura de 850 m.s.n.m al pie del valle.



Figura 7: Cicatriz en la cabecera del deslizamiento (color rojo) y masa deslizada (color negro)

El espesor medio del deslizamiento es algo incierto, puesto que desconocemos a la profundidad a la que se encuentra el plano de rotura, no obstante a partir del perfil topográfico de la ladera (Fig. 7) se pueden realizar una estimación del espesor medio de la masa deslizada para calcular groseramente el volumen de material desplazado por el deslizamiento.

Para calcular este volumen partimos de la topografía de la ladera y bajo ella se dibuja un plano de rotura elipsoidal que comienza a una altura aproximada de 1250 metros y llega hasta los 850 metros de altura a una distancia de aproximadamente 1'5 kilómetros. A partir del siguiente gráfico se estima un espesor medio de 100 metros y conociendo la superficie afectada por el deslizamiento, $3'4 \text{ km}^2$, podemos llegar a obtener el volumen total de material afectado por el deslizamiento, que para el deslizamiento de Biescas-Arguisal es de 340 millones de m^3 . En el mismo gráfico se pueden observar los distintos escarpes y rellanos presentes a lo largo del deslizamiento, que podrían estar relacionados con otros planos de rotura secundarios.

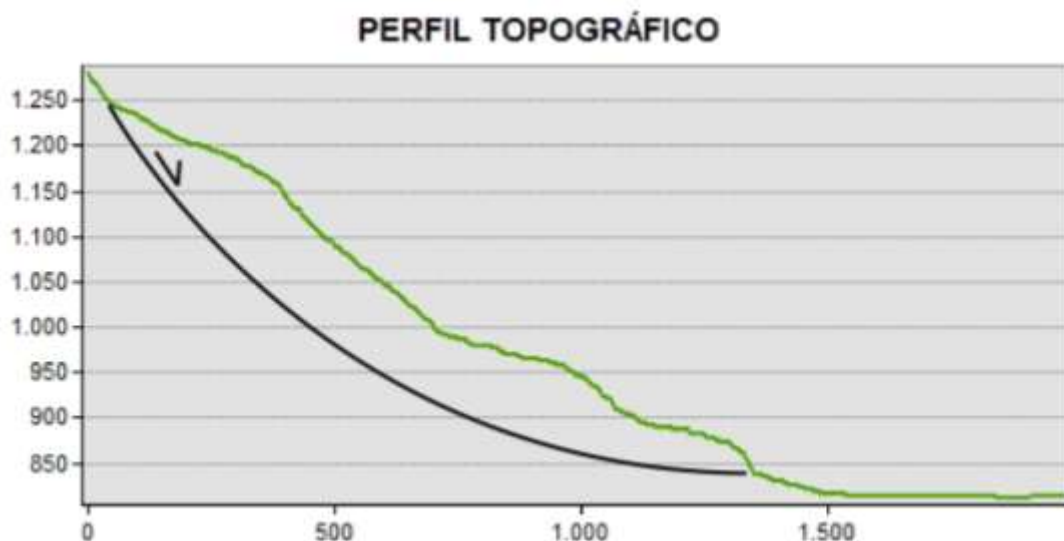


Figura 7: Perfil topográfico de la ladera afectada por el deslizamiento. (Realizado longitudinalmente a la ladera afectada por el deslizamiento).

Se trata de un deslizamiento rotacional con un plano de rotura profunda, afectando principalmente a materiales del flysch. Los materiales afectados experimentan un giro hacia el interior de la ladera sobre un plano imaginario situado por encima del centro de gravedad de la masa deslizada. El material de cabecera efectúa una inclinación contra ladera generando depresiones donde se acumula el agua e induciendo a nuevas reactivaciones (Corominas, 2004). Este deslizamiento no solo afecta al flysch sino que también está afectando a depósitos glaciares, esto se observa en la zona más al norte donde la masa deslizada se encuentra superpuesta a un depósito morrénico (punto 3, mapa1), esta morrena actúa a modo de presa, reteniendo los sedimentos finos generando un pequeño graben, controlado por fallas que desplazan la morrena. Este graben posteriormente se rellena de sedimentos glaciares y torrenciales.

En el sector situado más al Norte, encima de la localidad de Escuer, se puede observar como la masa deslizada se superpone a un abanico aluvial, incluso llegando a modificar el trazado del Barranco de Escuer, el cual se dirige ahora hacia el Norte. También modifica la morfología del abanico aluvial de Escuer (punto 4, mapa 1), el sector activo del abanico se encuentra en la parte más norte quedando el sector sur del abanico inactivo debido al avance de materiales consecuencia del deslizamiento. Aproximadamente un kilómetro aguas arriba de la localidad de Escuer se encuentra un pequeño deslizamiento (Fig. 8), de mucha menor entidad que el deslizamiento principal (punto 5, mapa 1). Es un pequeño deslizamiento flujo en el cual los materiales afectados se encuentran sueltos y presentan deformación interna. Consecuencia del movimiento descendente de la masa, esta no mantiene su forma y se observan al pie del deslizamiento formas lobuladas. Es un tipo de movimiento en masa superficial en el que la superficie de cizalla se encuentra muy próxima y generalmente no se conservan (Corominas 2004). También se observa como el deslizamiento está afectando a la vegetación de la zona, puesto que están basculados en la misma dirección que el deslizamiento y uno de ellos se encuentra completamente caído e incluido en la masa deslizada. Este deslizamiento continúa siendo activo en la actualidad.



Figura 6: Deslizamiento flujo donde se observan árboles caídos por el movimiento de materiales hacia abajo y un árbol cubierto por materiales deslizados.

Si nos fijamos en la llanura de inundación del Gállego (punto 6, mapa 1) podemos observar como disminuye su anchura a su paso por el pie del deslizamiento. En la zona más al norte del deslizamiento presenta una anchura simétrica a ambos lados del cauce, mientras que a su paso por el deslizamiento sufre un estrechamiento en su derecha hasta que en la parte más al sur del deslizamiento llega a solapar casi por completo a la llanura de inundación, quedando en contacto la masa deslizada con el cauce del río Gállego. En esta zona se observa cómo el deslizamiento llega incluso a modificar el cauce hacia el este del valle. En la zona al sur del deslizamiento se vuelve a observar que la llanura de inundación vuelve a presentar una anchura similar a ambos lados del cauce del río. En caso de una crecida del río Gállego, estos sectores en los que la llanura de inundación se encuentra solapada por el deslizamiento sufrirán un mayor calado para el mismo caudal. Son flujos con una mayor capacidad erosiva ya que tienen menos sección. Pudiendo inducir a una reactivación del deslizamiento consecuencia del descalce del pie del talud.

Dentro de la masa deslizada podemos observar otra cicatriz, la cual se encuentra topográficamente más baja que la cicatriz en cabecera principal. Esta cicatriz secundaria actúa a modo de escarpe a contrapendiente produciendo una pequeña depresión cerrada como las que se pueden observar al pie de la cicatriz en cabecera principal. Estas depresiones cerradas (Fig. 7) se generan a espaldas de pequeños escarpes a contrapendiente de la ladera que actúan a modo de presa para el drenaje y los sedimentos. Estas depresiones se encuentran rellenas de sedimentos finos. Los escarpes a contrapendiente son generados consecuencia del movimiento rotacional del deslizamiento, siendo la expresión superficial de planos de rotura secundarios.



Figura 7: Aspecto que presentan las depresiones cerradas, también se observa un pequeño escarpe a contrapendiente.

Dentro de la masa deslizada podemos observar distintos rellanos (Fig. 8) producidos por el avance de los materiales ladera abajo, estos rellanos se pueden observar a lo largo de toda la ladera en forma de pequeñas zonas topográficamente llanas con morfologías en planta alargadas, que generalmente suelen estar seguidas de escarpes orientados ladera abajo. Estos rellanos se producen como consecuencia del movimiento rotacional del deslizamiento. Es probable que estos rellanos estén relacionados con roturas secundarias que compartimentan la masa deslizada en distintos bloques



Figura 8: En la parte derecha de la imagen se observa un rellano producido por el deslizamiento seguido de un escarpe orientado ladera abajo.

Dentro de la masa deslizada podemos diferenciar dos zonas, las cuales se diferencian por el grado de degradación de las morfologías; la zona situada más al norte es la que presenta más actividad, en ella se observan más rellanos que en el sur así como los barrancos aparecen con un trazado mas sinuoso que los barrancos de la zona sur los cuales presentan una trayectoria más rectilínea, debido al menor grado de actividad en esta zona. En la zona norte se observa también como la masa deslizada se encuentra obturando al abanico de Escuer, el cual modifica su trayectoria quedando el sector inactivo en contacto con el deslizamiento y protegiendo así a la localidad de Escuer, de posibles avenidas en caso de el barranco de Escuer se inundara. La trayectoria de algunos barrancos se puede ver claramente modificada por el movimiento provocado por el deslizamiento, en uno de los barrancos situado al norte de la localidad de Arguisal (punto 7, mapa 1), mediante el uso del hillshade generado a partir del MDT, se puede observar como el barranco presentaba un trazado que consecuencia del deslizamiento ha modificado su trayectoria migrando hacia el sur. En ese mismo barranco, aguas abajo del mismo se encuentra una presa de retención de sólidos, en la que se observan pequeños deslizamientos locales en los que se puede observar el flysch deslizado y roto (Fig. 9).



Figura 9: Aspecto que presenta uno de los barrancos (Punto 7, mapa 1), fotografiada tomada desde presa de retención de sólidos, donde se observa el depósito de bloques de pequeño tamaño.

Para describir los materiales que se encuentran afectados por el deslizamiento se buscan afloramientos en los que no haya demasiada vegetación para así poder observar el tipo de matriz así como la morfología y grado de fracturación que presentan los bloques.

En la zona situada más al Norte, encima de la localidad de Escuer (Punto 8, mapa 1) se puede observar como los materiales afectados por el deslizamiento presentan una matriz limoarcillosa y los bloques que se observan (Fig. 10) son heterométricos, redondeados y de gran tamaño, lo que nos indica que estos cantos provienen de los depósitos morrénicos situados encima. Cerca del deslizamiento flujo (Punto 5, mapa 1) se observan materiales muy heterométricos, polimícticos y de gran tamaño que provienen del mismo depósito morrénico. En la pista que recorre los alrededores del barranco de Escuer se ha construido un muro escollera para proteger el camino del avance de los materiales provenientes de la morrena.



Figura 10: Depósito de materiales deslizados donde se observan cantos provenientes de depósitos de morrena.

En los afloramientos estudiados en la parte más sur del deslizamiento se puede observar como los cantos presentan un tamaño similar a los encontrados en el norte pero una mayor angulosidad. Los cantos (Fig. 11) encontrados son de areniscas pertenecientes al flysch que se encuentra en la cabecera del deslizamiento, con una matriz limoarcillosa. Estos cantos se pueden observar mejor en zonas donde la densidad de vegetación sea menor así como en la mayoría de barrancos.



Figura 11: Aspecto que presenta la masa deslizada en la parte sur. (Punto 9, mapa 1)

Si nos fijamos en la cicatriz situada más al sur (punto 10, mapa1) se puede ver que presenta un tamaño menor al escarpe principal, en ella se observan las capas de flysch bastante fracturadas y plegadas.

El escarpe que se observa presenta mayor contenido en vegetación y las capas de flysch se encuentran más deformadas y fracturadas que en el escarpe principal, por lo que se puede deducir que esta parte del escarpe, presenta signos de actividad menores que el escarpe en cabecera principal o bien que en esta zona se producen procesos de degradación que superan a la

actividad del deslizamiento por lo que presenta un aspecto diferente. Bajo esta cicatriz se observan bloques de areniscas (Fig. 5 y 12) de mayor tamaño que los encontrados bajo el escarpe principal, provenientes de desprendimientos de la cicatriz de cabecera.



Figura 12: Desprendimiento de bloques de la cicatriz de cabecera. (Punto10, mapa 1).

El frente del deslizamiento se puede observar en las localidades de Escuer y Arguisal (Punto 11 mapa 1). En este frente se observa una sobreempinación de la ladera (ver Fig. 7), consecuencia de la inestabilidad de la ladera, en la pista que une Arguisal con Escuer se pueden observar multitud de árboles basculados hacia el valle (Fig. 13), así como la ladera sobreempinada con una morfología lobulada. Este basculamiento se puede relacionar con procesos de solifluxión que no afectan al plano de rotura profundo. El frente de deslizamiento llega a ponerse en contacto con el cauce del río Gállego en la parte situada más al sur (punto 6, mapa 1), constriñendo la llanura de inundación del río Gállego.



Figura 13: Ladera sobreempinada y árboles basculados en el pie del deslizamiento.

8. DISCUSIÓN

El deslizamiento de Biescas-Arguisal se ha considerado como un deslizamiento rotacional de gran tamaño, puesto que se observan diferentes elementos y formas características de este tipo de deslizamientos, como por ejemplo la presencia de rellanos y escarpes a contrapendiente producidas como consecuencia de un giro hacia el interior de la ladera sobre un plano imaginario situado por encima del centro de gravedad de la ladera.

Los factores condicionantes que pueden generar el desencadenamiento del deslizamiento vienen dados por la unión de varios factores que se dan en la ladera. La mayoría de los deslizamientos del valle del alto Gállego están fuertemente relacionados con zonas inestables y asociados a materiales y estructuras paleozoicas del sector axial (Serrano 1998). Aunque en nuestro caso estamos ante uno de los mayores deslizamientos en el Pirineo Aragonés que se desarrolla sobre materiales pertenecientes al Flysch eoceno, siendo a su vez un factor condicionante puesto que esta litología no tiene una elevada resistencia mecánica y es susceptible a sufrir procesos de este tipo. Otro factor condicionante es la coincidencia entre el buzamiento de las capas de flysch, hacia el este, y la dirección de la pendiente, también hacia el este, lo cual facilita la formación de deslizamientos en esta zona.

Dentro de los factores desencadenantes destaca la acción del hielo, ya que mientras estaba el glaciar instaurado en el valle del Gállego, ejercía una presión lateral confinante sobre las paredes de la ladera. Una vez se produce la retirada del glaciar del Gállego durante el Pleistoceno Tardío se produce una pérdida de presión sobre los laterales del valle favoreciendo el desencadenamiento del deslizamiento.

Para explicar la formación del deslizamiento García-Ruiz *et al.*, (2002) plantean dos interpretaciones para el deslizamiento de Biescas-Arguisal (Fig. 14). La primera de ellas supone que existen dos planos de deslizamiento, uno de ellos responsable del despegue principal, incluyendo la rotación que explica la ubicación del lago y un segundo plano que se desarrolla debajo del lago y de la masa rotada. En la segunda interpretación también aparecen dos planos de deslizamiento con una evolución progresiva y otra retrogresiva, pero en este caso se habría producido un primer movimiento sin rotación aparente y más tarde la cicatriz de cabecera experimenta un nuevo desplome que se superpondría al anterior.

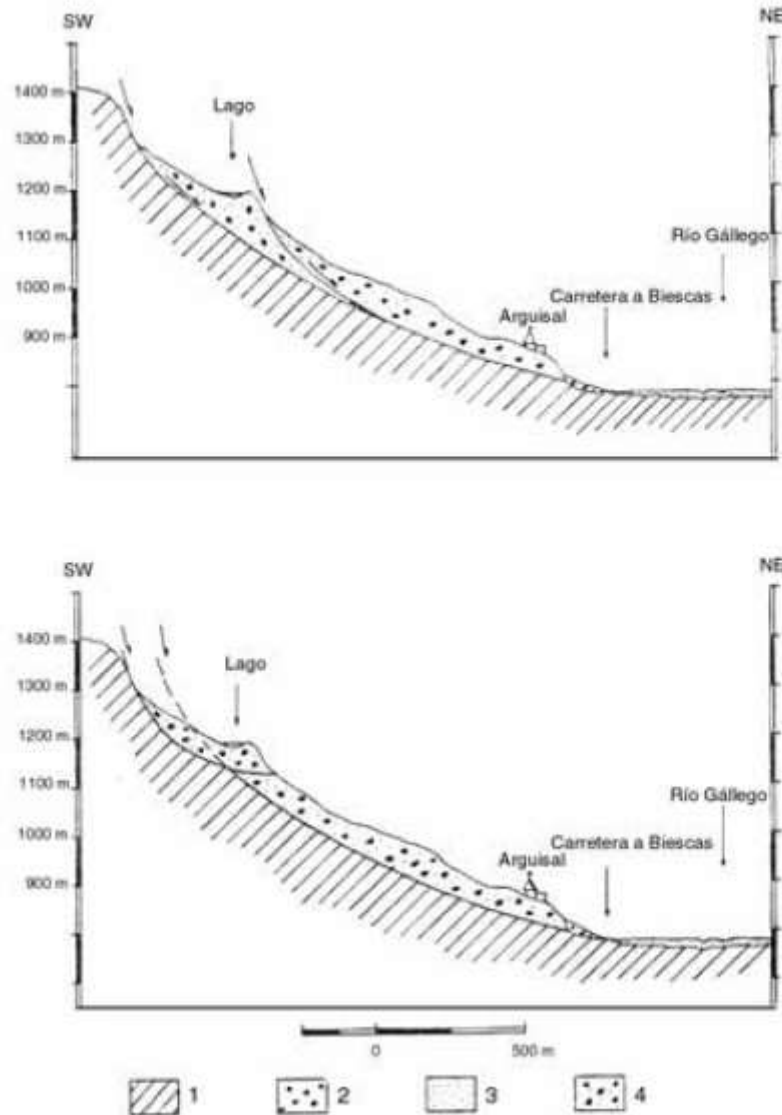


Figura 14: Posibles interpretaciones sobre el deslizamiento de Biescas-Arguisal. 1: Sustrato no deslizado. 2: Cono aluvial. 3: Terraza, llanura aluvial del río Gállego. 4: Material deslizado. (Extraído de García Ruiz *et al.*, 2002)

Según la cartografía realizada sobre el deslizamiento de Biescas-Arguisal, se puede intentar dar una posible interpretación que se correspondería con el primer modelo planteado por García-Ruiz *et al.*, (2002), y observando los perfiles topográficos (Fig. 7) realizados en la ladera afectada por el deslizamiento se puede imaginar la existencia de estos planos de deslizamiento paralelos entre sí y que serían los responsables de la generación del escarpe principal así como del escarpe secundario situado debajo del lago. Una interpretación probable sería que estamos ante un deslizamiento rotacional retrogresivo en el que probablemente el episodio más moderno sea el relacionado con el escarpe principal.

9. CONCLUSIONS

A large rotational landslide is located on the study area, developed in flysch facies of the Coteablo unit of the lower-middle Lutetian (Eocene). This landslide is probably the largest in the Pyrenees formed in this kind of rocks. Another landslide (flow-slide) with smaller proportions than the first one, can be found in the north part of the study area. This landslide is younger and shows clear signs of activity.

The geomorphological mapping reveals that the mean landslide can be separated in two different areas, with variable degree of degradation and activity. The north part is the most active and where the head of the landslide can be best seen. The south part has less activity signs and the main scarp has more vegetation as well as a more degradation of the landslide deposits.

According to the interpretations proposed by García-Ruiz *et al.*, (2002) as well as analyzing the topographic profile this landslide can be defined as a multiple rotational slide with secondary antithetical rupture surfaces.

In order to explain the formation of this landslide, the most probable theory is related to the retreat of the glaciers and the mechanic weakness of the flysch units.

The Biescas-Arguisal landslide still shows activity signs, like cracks in the front part and solifluction processes, so it can become a potential risk in the case that a reactivation occurs. The landslide could affect the localities of Escuer and Arguisal, in addition of causing damages to the road on the south part of the study area.

10. BIBLIOGRAFÍA

Barnolas A., Pujalte V., (2004): La Cordillera Pirenaica. En: *Geología de España*, (Vera J.A. (editor)). Instituto Geológico y Minero de España, 231-338.

Corominas J. (2004): Tipos de Rotura en Laderas y Taludes. En: *Ingeniería del terreno* (Carlos López Jimeno) Universidad Politécnica de Madrid, 191- 213.

García Ruiz J.M., Lorente A., González P., Valero B., Martí Bono C. y Seguería S. (2002): El Mega-Slump de Biescas-Arguisal, Pirineo Central, y su posible contexto temporal. En: *Aportaciones a la geomorfología de España en el Inicio del Tercer Milenio* (Pérez González A., Vargas J., Machado M.J.). Instituto Geológico y Minero de España, 507-515.

García-Ruiz, J.M., Martí Bono, C. Valero Garcés B. González Sampériz, P. (2004): Los movimientos en masa del Alto Gállego. En *Geografía Física de Aragón, Aspectos generales y temáticos* (Peña J.L., Longares L.A., Sánchez M.) Servicio de Publicaciones Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 141-152.

Guerrero, J., Gutiérrez, F., Carbonel, D., Bonachea, J., García-Ruiz, J.M., Pedro, Galve J., Lucha, P. (2013): 1:5.000 Landslide map of the upper Gállego valley (central Spanish Pyrenees). *Journal of Maps*, 8:4, 484-491.

Labaume P., Seguret M., Seyve C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 661-685.

Mutti E. Y Johns D.R. (1979): The role of sedimentary by-passing in the génesis of fan fringe and basin plain turbidites in the Hecho Group System (South-Central Pyrenees). *Sociedad Geológica de Italia*, 18: 15-22.

Peña J. L., Sancho C., Lewis C., McDonald C., Rhodes E. (2004): Datos cronológicos de las morrenas terminales del glaciar del Gállego y su relación con las terrazas fluvio-glaciares (Pirineo de Huesca). *En Geografía Física de Aragón, Aspectos generales y temáticos* (Peña J.L., Longares L.A., Sánchez M.) Servicio de Publicaciones Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 71-84.

Remacha E., Estrada R. (1980): Facies en franja de abanico (fan fringe) en las turbidíticas eocénicas del Prepirineo de Aragón (prov. De Huesca). En: *IX Congreso Nacional de Sedimentología (Salamanca)*, 2: 641-651.

Sancho C., Peña J.L., Lewis C., McDonald E., Rhodes E. (2004): Registros fluviales y glaciares cuaternarios en las cuencas de los ríos Cinca y Gállego (Pirineos y Depresión del Ebro). En: *VI Congreso Geológico de España (Zaragoza)*. Geo-Guías 1: Itinerarios Geológicos por Aragón, 181-216.

Serrano Cañadas, E. (1998): Geomorfología del Alto Gállego (Pirineo Aragonés), *Institución "Fernando el Católico"*, Zaragoza, PAG.



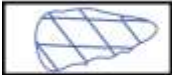








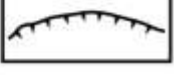
ANEXOS:

Mapa 1: Mapa geomorfológico de la zona de estudio sobre ortofoto.

Mapa 2: Mapa geomorfológico de la zona de estudio sobre fondo blanco.

Mapa 3: Mapa geomorfológico sobre modelo del relieve sombreado.

Leyenda mapa geomorfológico:

	Depresiones Cerradas		Escarpes a contrapendiente
	Rellanos		Escarpes en cabecera
	Morrena		Cauce fluvial
	Cubeta Glaciolacustre		Masa Deslizada
	Llanura de inundación		Abanico aluvial (Sector activo)
	Abanico aluvial (Sector inactivo)		Cabalgamiento